中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 7 期：2728–2740
论 文
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

印度尼西亚海跨海盆营养盐输送及其动力机制

赵子荟[1,2]，马文涛[1,3*]，邢小罡[1]，王渊[3]，薛惠洁[3]

1. 卫星海洋环境监测预警全国重点实验室，自然资源部第二海洋研究所，杭州 310012
2. 常山县气象局，衢州 324299
3. 厦门大学海洋与地球科学学院海洋生物地球化学全国重点实验室，厦门 361102
* 通讯作者，E-mail：wtma@sio.org.cn

2025-03-24收稿，2026-04-29修回，2026-05-12接受，2026-06-22网络版发表
国家自然科学基金项目(42330401、42276063、42376117)、中国科学院战略性先导科技专项项目(XDB42000000)和厦门大学海洋环境科学国家重点实验室访问学者基金项目资助

摘要 印度尼西亚海作为连接太平洋与印度洋的关键通道，其营养盐输送过程对维持区域高生产力具有重要作用。然而，控制营养盐输送的具体机制仍缺乏定量认识。本文基于涡分辨率的物理-生物地球化学耦合模式，对跨海盆营养盐通量及其驱动机制进行了系统诊断。结果表明，在年平均最大混合层深度(Z_{MLDmax})以上水层，望加锡海峡和哈马黑拉海峡是营养盐输入的主要通道，而帝汶通道则主导营养盐的输出过程。水平方向上，平流作用导致硝酸盐呈现净亏损，通量为$-0.42\times10^{12}\pm0.41\times10^{12}$ mmol d^{-1}，主要由平均环流贡献，而涡旋输运在一定程度上补充了营养盐。垂向过程，尤其是垂向扩散，是营养盐的最主要来源，其供给通量为$1.57\times10^{12}\pm0.28\times10^{12}$ mmol d^{-1}，占总输入通量的约65%。研究结果表明，内潮及涡旋驱动的混合过程在维持表层生产力和调控营养盐输出中起着关键作用。该研究加深了对印尼海营养盐动力学的认识，并对区域乃至全球生物地球化学循环具有重要意义。

关键词 印度尼西亚海，印尼贯穿流，营养盐通量，物理生物地球化学耦合模式

1 引言

印度尼西亚海(简称印尼海)连接太平洋与印度洋(Wyrtki，1987；Godfrey，1996)，是海气耦合系统的重要热源之一(Ramage，1968；Schneider，1998)，也是全球海洋物质与能量交换最为活跃的区域之一(Talley和Sprintall，2005；Valsala和Ikeda，2007)。该区域拥有全球最高的珊瑚生物多样性，其初级生产力显著高于邻近的太平洋和印度洋海域(Allen和Werner，2002；Mora等，2003；Sousa等，2007；Allen，2008；Veron等，2009)。印尼海较高的叶绿素浓度主要由上升流(Rosdiana等，2017；Kunarso等，2020；Rochmatika和Bahtiar，2023)和垂向混合等动力过程维持(Godfrey，1996；Sprintall等，2009；Gordon等，2010；Xie等，2024；Capuano等，2025)。

而叶绿素浓度的变化主要受营养盐供给控制，其中硝酸盐通常是限制初级生产力的关键因子(Cloern，2001)。尽管已有大量研究关注印尼海的物理过程(Godfrey，1996；Sprintall等，2009；Gordon等，2010；Pang等，2022)，但目前对营养盐循环及其对海洋生物生产力的维持机制仍缺乏系统认识。Xie等(2024)指出，进入表层混合层的垂向硝酸盐通量可提供超过90%的浮游植物生产所需营养盐。狭窄海峡(如龙目海峡和翁拜海峡)及陡峭的海底地形增强了湍流混合，促进局地叶绿素浓度升高和较高的净群落生产力(Xie等，2024)。此外，内潮可进一步加强混合与营养盐上涌，使印尼海的初级生产力提高30%以上(Capuano等，2025)。季风驱动的上升流同样是营养盐补给的重要机制，在东南季风期间，班达海的上升流将营养盐浓度相对较高的次表层海水输送至表层，显著增强叶绿素

中文引用格式：赵子荟, 马文涛, 邢小罡, 王渊, 薛惠洁. 2026. 印度尼西亚海跨海盆营养盐输送及其动力机制. 中国科学: 地球科学, 56(7): 2728–2740, doi: 10.1360/N072025-0087
英文引用格式：Zhao Z, Ma W, Xing X, Wang Y, Xue H. 2026. Inter-basin nutrient fluxes through the Indonesian Seas. Science China Earth Sciences, 69(7): 2682–2693, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1948-6

© 2026《中国科学》杂志社

浓度(Pusparini等，2017)。

印尼贯穿流(Indonesian Throughflow，ITF)是连接西太平洋与印度洋的主要上层洋流，是全球温盐环流的重要组成部分(Gordon，2005；Sprintall等，2014)，在调控该区域营养盐分布中发挥关键作用。观测结果表明，ITF通过望加锡海峡将低盐度的太平洋表层水输送至该区域。尽管开阔太平洋表层海水通常营养盐含量较低(Ayers等，2014)，但垂向混合等过程在一定程度上缓解了该区域表层营养盐受限的问题(Gordon，2005；Gordon等，2010)。Ayers等(2014)估算了经由龙目海峡、翁拜海峡和帝汶通道从印尼海向印度洋输出的有效营养盐通量在次表层达到最大值。数值模拟结果进一步表明，ITF引起的盐度变化与混合过程之间的相互作用共同塑造了印尼海的垂向营养盐结构(Lu等，2024)。因此，ITF相关的水平平流过程对区域营养盐输送具有重要影响(Hu和Sprintall，2016)。尽管已有研究初步揭示了ITF在印尼海营养盐输送中的关键作用，但在季节尺度上，不同动力过程对海峡营养盐通量贡献的定量认识仍存在显著不足。此外，全面理解该区域营养盐动力学过程，亟需同时考虑水平和垂向输运机制，小尺度过程(如涡旋)对水平和垂向营养盐输送的贡献亦有待进一步量化。

由于观测资料的有限性，数值模式成为研究印尼海营养盐输送的重要诊断工具。尽管全球地球系统模式在气候变化预测方面取得了显著进展，但其较粗的空间分辨率(通常为50–100 km)难以准确刻画中尺度和次中尺度动力过程(Fritz等，2023)。印尼海岛屿众多、海峡密集、地形复杂，亟需采用高分辨率(涡分辨)的区域物理-生物地球化学耦合模式，以更精细地刻画营养盐输送的时空变异特征。

本研究的目的主要是：(1)通过精确刻画物理与生物地球化学过程，揭示印尼海营养盐动力学的时空变化特征；(2)定量评估印尼海的营养盐收支，并估算主要通道的营养盐通量。

2 模型与方法

2.1 模式介绍

本研究采用区域海洋物理-生物地球化学耦合模式ROMS-CoSiNE开展数值模拟。Reginal Ocean Modeling System(ROMS)在水平方向采用正交曲线坐标，在垂向采用地形跟随的可拉伸坐标系统，求解非线性、自由表面、不可压缩流体的静力近似控制方程。此外，ROMS提供了多种混合和参数化方案，可满足不同数值模拟需求。

生物地球化学模块基于碳-硅-氮生态系统模型(Carbon，Silicate，and Nitrogen Ecosystem，CoSiNE)。该模块包含两类浮游植物(小型浮游植物和硅藻及其对应的叶绿素)，两类浮游动物和其他多种生物地球化学示踪变量。示踪变量包括颗粒有机氮(PON)、生物硅(bSi)、硝酸盐(NO_3^-)、铵盐(NH_4^+)、硅酸盐($Si(OH)_4$)、磷酸盐(PO_4^{3-})、溶解无机碳(DIC)、总碱度(TAlk)和溶解氧(DO)。其中，硝酸盐和磷酸盐是小型浮游植物生长的主要限制性营养盐，而硅酸盐则是硅藻生长所需的额外营养元素。微型浮游动物主要摄食小型浮游植物，而中型浮游动物则以硅藻、微型浮游动物及颗粒有机氮为食(Ma等，2019)。

模式计算区域覆盖整个北太平洋及北印度洋(图1)，空间跨度为30°E–70°W和30°S–67°N。模式水平分辨率为1/12°(约9 km)，垂向分为40层，并在上层海洋中具有更高的垂直分辨率，最大水深5400 m。地形数据来源于GEBCO数据集(https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/)，空间分辨率为30″。模式的东、西和北侧边界都为闭边界，而南侧边界(30°S)为开边界。开边界条件采用简单海洋数据同化产品(Simple Ocean Data Assimilation，SODA；Carton等，2018)的气候态场进行强迫。

温度、盐度及营养盐的初始场均来源于世界海洋图集2018(World Ocean Atlas 2018，WOA18；Locarnini等，2018；Garcia等，2019a，2019b；Zweng等，2019)。海表风场和热通量强迫采用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)ERA5再分析资料(Hersbach等，2023)，时间范围为2000–2009年，并处理为逐日平均强迫场。ROMS模式配置中引入平衡潮汐方案，并采用Mellor-Yamada 2.5级湍流封闭方案(Mellor和Yamada，1982)。

此外，模式共纳入146条河流，并重点考虑印尼海周边河流对区域生物地球化学过程的影响。流入印尼海河流的径流量通过整合ERA5的月平均降水和蒸发数据(https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means)在每条河流流域上的积分计算得出，流域范围通过DEM(Danielson和Gesch，2011)和GIS水文分析方法(Ni等，2010)进行划定，未考虑时间滞后效应。

首先使用气候态强迫场对模型进行了30年的启动运行，随后进行了2000–2009年的实时模拟，并输出三天平均结果。利用多源观测数据和卫星遥感数据，对模式模拟的物理与生物地球化学动力过程进行了验证与评估。在此基础上，分析了印尼海营养盐的时空变异特征，并量化了该区域的营养盐输送通量。

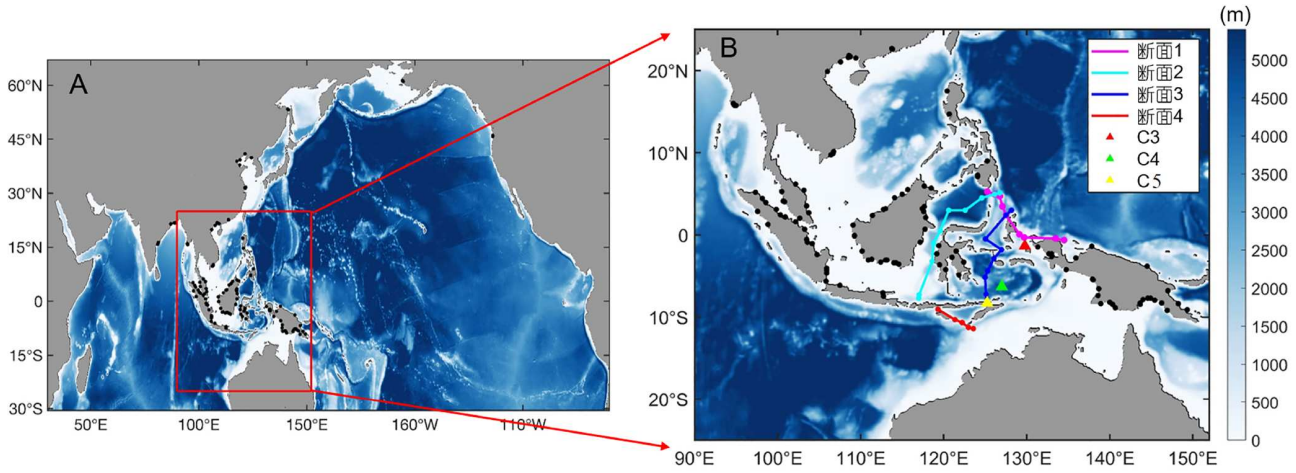


图 1　（A）模式计算区域，黑色圆点表示河流入海位置；（B）印尼海局部放大图，四条折线为Xie等(2024)设置的观测断面，三角形表示Koch-Larrouy等(2015)提出的三个INDOMIX观测站位置

2.2　有效营养盐通量的计算方法

有效营养盐通量的计算采用Ayers等(2014)提出的方法。具体而言，分别在纬向和经向方向上定义有效营养盐通量为

$$F_{x-\mathrm{effective}}(z)=u(z)\times\left[C_{\mathrm{IND}}(z)-C_{\mathrm{IO}}(\rho_{\mathrm{IND}}(z))\right] \quad (1)$$

$$F_{y-\mathrm{effective}}(z)=v(z)\times\left[C_{\mathrm{IND}}(z)-C_{\mathrm{IO}}(\rho_{\mathrm{IND}}(z))\right] \quad (2)$$

其中，$F_{x-\mathrm{effective}}(z)$、$F_{y-\mathrm{effective}}(z)$分别表示$x$向(东西向)和$y$向(南北向)的有效水平营养盐通量(单位：mmol m^{-2} s^{-1})。$C_{\mathrm{IO}}(\rho_{\mathrm{IND}}(z))$表示与印尼海水密度($\rho_{\mathrm{IND}}(z)$)相匹配的印度洋背景营养盐浓度。

传统的通量估算可能高估印尼海对印度洋营养盐收支的贡献。相比之下，有效通量计算采用浓度距平($C_{\mathrm{IND}}-C_{\mathrm{IO}}$)，仅考虑营养盐的净输入贡献。

2.3　诊断方法

本研究采用Ma等(2024)提出的方法，对最大混合层深度(Z_{MLDmax})以上水体中营养盐的水平和垂向输运中平流与扩散项的相对贡献进行了诊断分析。

$$F=\underbrace{\int_{z=-Z_{\mathrm{MLDmax}}}^{0}\left(-\nabla_h\times\bar{u}C\right)\mathrm{d}z}_{1}+\underbrace{\int_{z=-Z_{\mathrm{MLDmax}}}^{0}\left(\nabla_h K_h\nabla_h C\right)\mathrm{d}z}_{2}+\underbrace{wC|_{z=-Z_{\mathrm{MLDmax}}}}_{3}+\underbrace{\left(-K_v\frac{\partial C}{\partial z}\Big|_{z=-Z_{\mathrm{MLDmax}}}\right)}_{4} \quad (3)$$

其中，F表示Z_{MLDmax}深度以上表层的物理输运通量，该方案参考了前人研究方法(McGillicuddy等，2003；Letscher等，2016；Gupta等，2022)。C为示踪物浓度，$\bar{u}$为水平流速，w为垂向流速，K_h和K_v分别表示水平与垂向扩散率。公式(3)中的第1–4项分别对应水平平流、水平扩散、垂向平流和垂向扩散。对于平流项(第1和第3项)，我们进一步将其分解为平均通量和涡旋通量。例如，第1项中水平平流的涡旋通量可通过以下方法计算：先求平流通量的时间平均散度(“总通量”)，再减去时间平均速度与示踪物浓度乘积的散度(“平均通量”)，二者之差即为涡旋通量。

$$\underbrace{\int_{z=-Z_{\mathrm{MLDmax}}}^{0}-\nabla_h\times\overline{\bar{u}'C'}\mathrm{d}z}_{eddy\ flux}=\underbrace{\int_{z=-Z_{\mathrm{MLDmax}}}^{0}-\nabla_h\times\overline{\bar{u}\bar{C}}\mathrm{d}z}_{total\ flux}-\underbrace{\int_{z=-Z_{\mathrm{MLDmax}}}^{0}-\nabla_h\times\bar{\bar{u}}\bar{C}\mathrm{d}z}_{mean\ flux} \quad (4)$$

其中，$\bar{u}$和$\bar{C}$分别表示水平流速和示踪物浓度的年平均值，C'为C与$\bar{C}$的差值，表示涡旋分量。混合层深度(MLD)采用固定阈值法判定，即参考深度10 m的密度增加0.03 kg m^{-3}(de Boyer Montégut等，2004)。

3　结果与讨论

3.1　模式验证

3.1.1　流量

ITF的体积输运是评估模式准确性的关键指标。望加锡海峡是主要的流入通道，约占ITF总流量的80%(12–13 Sv，1 Sv=10^6 m^3 s^{-1})(Gordon，2005；Susanto和Gordon，2005)。INSTANT观测显示，通过龙目海峡、翁拜海峡和帝汶通道的ITF流量分别为2.6、4.9和7.5 Sv，总计约15 Sv的太平洋海水输送到印度洋。

尽管流量计算的积分深度设为2000 m，但实际积分范围根据各海峡海槛深度进行调整。对于浅于2000 m的海峡，仅积分至最大海槛深度；对于更深的通道，则积分上限为2000 m。该方法确保了主要流入和流出通道的地形约束的一致性。

模式模拟结果显示，ITF经望加锡海峡的流量为12.9 Sv(图2A)，与INSTANT项目观测值高度一致(Gordon等，2008)。模式模拟的年平均流量经龙目海峡、翁拜海峡和帝汶通道分别为2.2、1.8和7.5 Sv(图2A)。其中，翁拜海峡的模拟流量(约1.8 Sv)低于INSTANT估计值(约4.9 Sv；Sprintall等，2009)，这一差异可能源于该狭窄海峡中过渡平滑的地形以及模式分辨率不足。然而，鉴于望加锡海峡和帝汶通道的流量模拟结果较好，整体ITF收支仍被合理再现，对营养盐通量估算的影响有限。

望加锡、龙目和帝汶海峡的季节变化与观测结果高度一致，其相关系数分别为0.79、0.90和0.85(图2B–2E)。相比之下，翁拜海峡的季节信号较弱，主要由于模拟流量较弱，逐月变化不明显。值得注意的是，本模式模拟的哈马黑拉海存在北向流动，这与Li等(2020)报道的2015–2017年南向输运结果存在差异。

在望加锡海峡，最大流速出现在约150 m深度的次表层，表现出明显的季节变化特征，其中7–10月表层流速较高(图3A)。强流的季节变化与INSTANT项目观测结果高度一致(Gordon等，2019)，但模拟流速略低于观测值。龙目海峡、翁拜海峡和帝汶通道的流速在5–11月表层呈现南向最大值(图3G、3I和3K)，而其他月份流速最大值多出现在次表层。在哈马黑拉海，模式模拟的上层0–200 m流场与观测结果(Li等，2020)一致，但在200 m以下出现显著的北向流，对应于流出印尼海的输送(网络版附图S1和S2)。

由于本研究的输运计算积分至2000 m(若水深小于2000 m则积分至海底)，因此哈马黑拉海峡整体表现为向北流出印尼海的输送特征。然而，本研究的营养盐通量分析主要关注上层混合层(通常小于100 m)，该层的模式环流与观测一致，因此上述差异对本文主要结论的影响有限。

3.1.2 物理与生物地球化学示踪物

模式模拟的海表温度(SST)与MODIS卫星资料对比显示，两者的空间相关系数为0.92，均方根误差(RMSE)为0.67，模式与卫星数据的偏差小于1 ℃(图4A–4C)。模式结果显示，岛屿附近海表盐度(SSS)较低，该特征与WOA18数据集中的盐度分布一致(图4D–4F)。模式模拟的叶绿素浓度在部分岛屿沿岸略有低估，但在其他区域与OC-CCI卫星数据吻合较好(图4G–4I)。例如，模式能够较好再现南海、望加锡海峡、苏拉威西海、北太平洋南部及印度洋东部的叶绿素浓度。然而，在卡里马塔海峡南部及爪哇海西北部区域，模式存在低估现象。将模拟的硝酸盐浓度与WOA18数据对比发现，在班达海北部、苏禄群岛及南海东北部区域，模式对硝酸盐浓度存

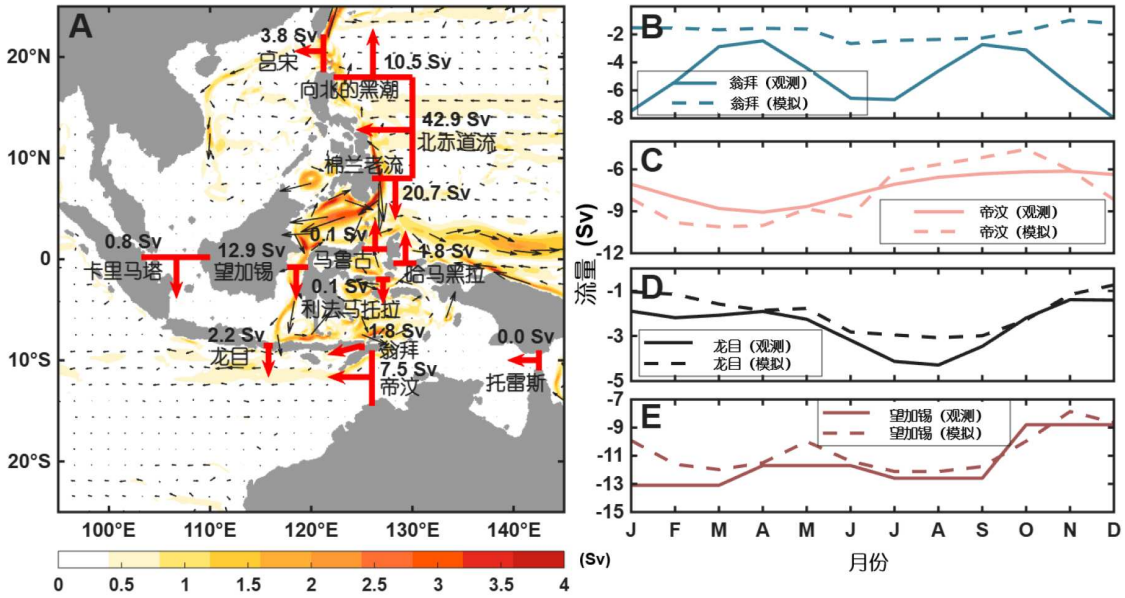


图2 (A) 年平均体积输运(积分深度0–2000 m，色块表示，单位：Sv)，黑色箭头表示流速矢量，红色箭头代表流量方向。(B–E) 模式模拟(虚线)与INSTANT项目观测(实线)的气候态逐月平均输运通量(积分深度0–2000 m)，分别对应翁拜海峡(B)、帝汶通道(C)、龙目海峡(D)和望加锡海峡(E)。(B–D)负值表示输出印尼海，(E)负值表示通过望加锡海峡流入印尼海(单位：Sv)。观测数据来自Sprintall等(2009)

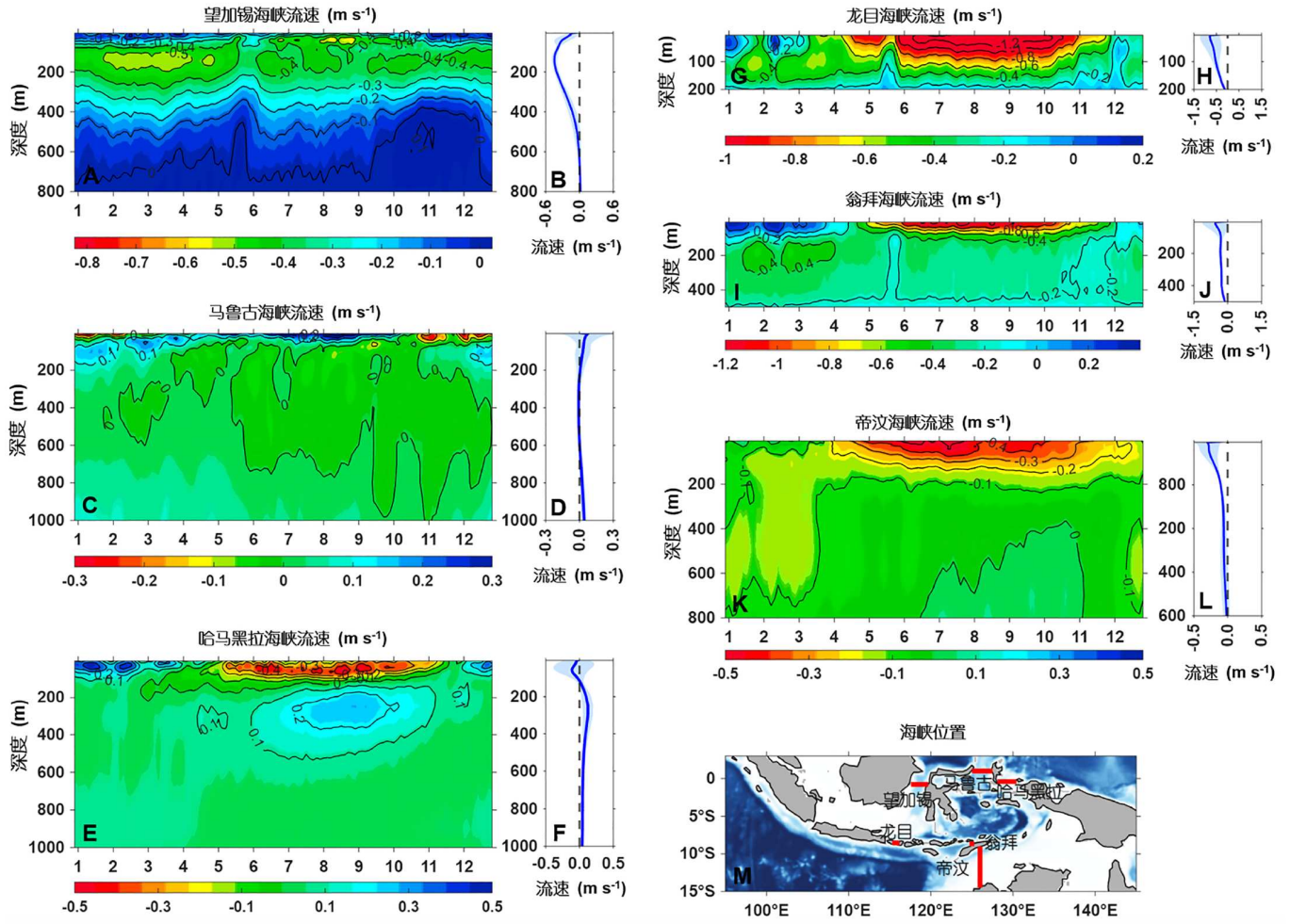


图 3　模拟的气候态逐月平均流速(色块，单位：m s^{-1})及年平均垂向剖面，沿以下断面法向方向展示：(A和B) 望加锡海峡；(C和D) 马鲁古海峡；(E和F) 哈马黑拉海峡；(G和H) 龙目海峡；(I和J) 翁拜海峡；(K和L) 帝汶通道。(A–F)正值表示流出印尼海，(G–L)负值表示流出印尼海。(M) 主要海峡位置示意图

在高估，而其他区域的硝酸盐浓度与观测基本一致(图4J–4L)。局部SST和SSS的高估主要归因于大气强迫的不确定性以及岛屿区域河流淡水输入分辨率较粗。尽管在局部区域存在一定偏差，但SST和SSS的大尺度分布特征能够较好再现，空间相关性高(SST相关系数为0.92；图4A–4C)，且盐度分布与WOA18气候态结果一致(图4D–4F)。此外，模式模拟的体积输运与观测吻合良好，营养盐空间分布总体合理。

为了进一步验证营养盐的垂向分布特征，我们选取了Xie等(2024)使用的相同位置的四条断面，这些断面位于ITF的流入和流出通道上。结果表明，四条断面的硝酸盐和磷酸盐浓度变化趋势相似，在上层水体中浓度随深度逐渐增加(图5)。

此外，将模拟结果与INDOMIX航次(Koch-Larrouy等，2015)在哈马黑拉海、班达海和翁拜海峡站点的温度、盐度及营养盐剖面进行对比发现，模拟结果在垂向结构上总体与观测一致(图6)。其中，哈马黑拉海和翁拜海峡上层的温度剖面略低于观测值，但哈马黑拉海和班达海的硝酸盐剖面与CTD观测吻合较好，尤其在表层(图6C和6G)。

3.1.3　有效硝酸盐通量

我们将模拟的三条ITF出流海峡(龙目海峡、翁拜海峡和帝汶通道)的有效硝酸盐通量与Ayers等(2014)的结果进行了对比(图7)。结果显示，上层水体向印度洋输送硝酸盐通量，最大通量出现在次表层。有效硝酸盐通量具有显著的季节变化特征，6–10月通量较高，且最大值在此期间更接近表层。由于模式分辨率及地形约束，翁拜海峡在模拟中仅解析到约500 m，而其实际海槛深度约为1350 m，该局限性将在讨论部分进行说明。在帝汶通道

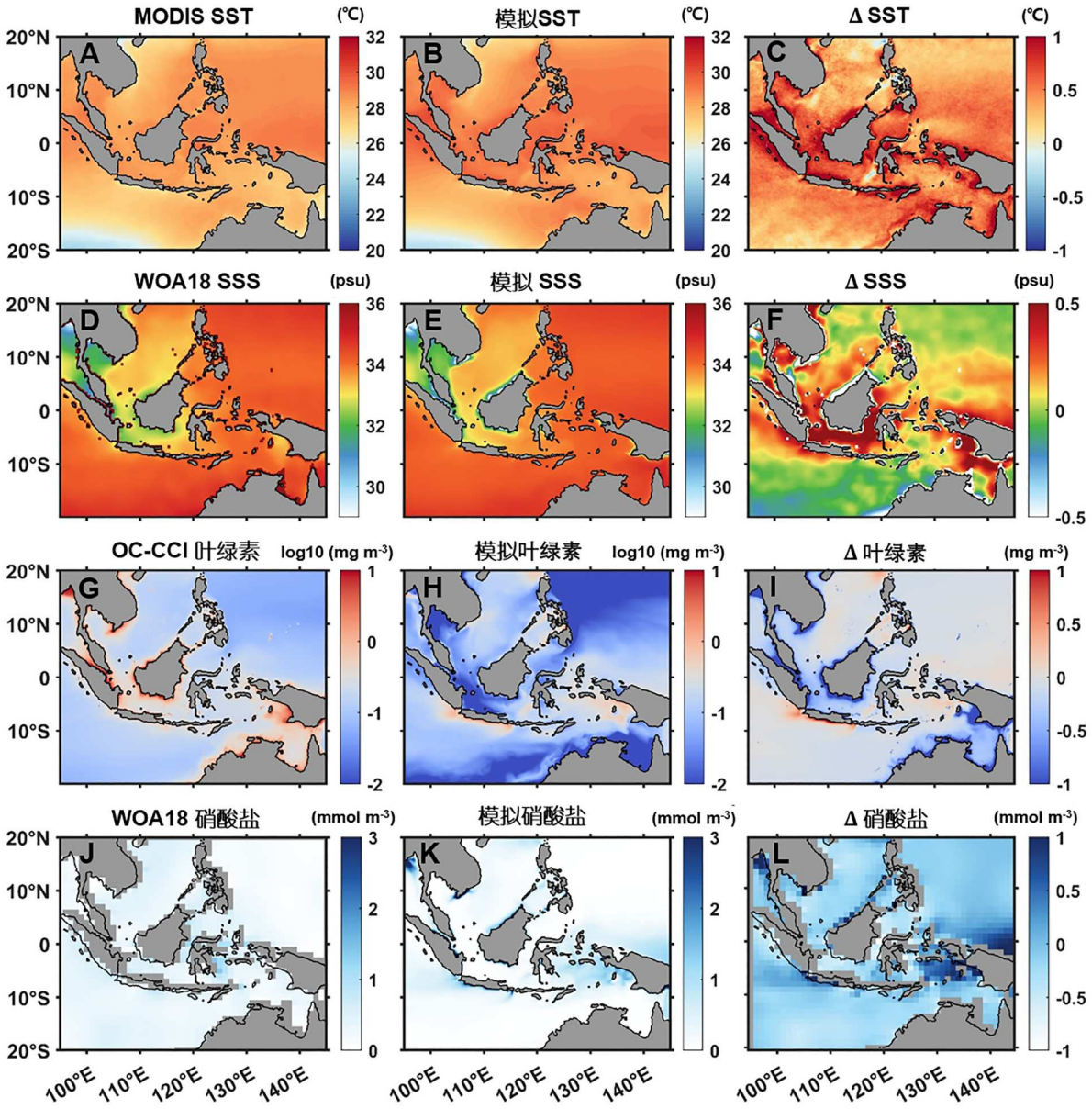


图4 （A）MODIS数据的SST；（B）模拟SST；（C）模拟值与MODIS数据的差值(单位：℃)。(D) WOA18数据的SSS；(E) 模拟SSS；(F) 模拟值与WOA18数据的差值(单位：psu)。(G) OC-CCI多年平均叶绿素浓度对数值；(H) 模拟叶绿素浓度对数值；(I) 模拟值与OC-CCI数据的差值(单位：mg m^{-3})。(J) WOA18数据的硝酸盐浓度；(K) 模拟硝酸盐浓度；(L) 模拟值与WOA18数据的差值(单位：mmol m^{-3})

(图7C)，450 m以下的有效通量接近零，仅表现为极弱的流入印尼海的输送。这与Ayers等(2014)的计算结果一致。

3.2 主要海峡的营养盐通量

我们按照Ayers等(2014)的方法，通过将水平流速与营养盐浓度相乘，计算各海峡的水平营养盐通量。除了三条ITF出流海峡外，我们还计算了主要入流通道的硝酸盐和磷酸盐通量，包括望加锡海峡、哈马黑拉海及马鲁古海(图8和网络版附图S2)。望加锡海峡的硝酸盐通量呈明显的双层结构(图8A)。在400 m以上，硝酸盐主要向印尼海输送；而在400–800 m深度之间存在季节性反向通量，在4–6月和9–11月期间以向北流出印尼海为主。这种反转与赤道印度洋在季风过渡期产生的开尔文波有关，这些波通过龙目海峡传播进入望加锡海峡(Gordon等，2019)。100–400 m深度范围内，向南流入印尼海的最大通量主要发生在1–2月，与次表层形成的最大向南流速有关(图3)。来自爪哇海的表层低盐水在望加锡海峡南侧形成了“淡水塞效应”，即淡水降低了表层水密度，增强上

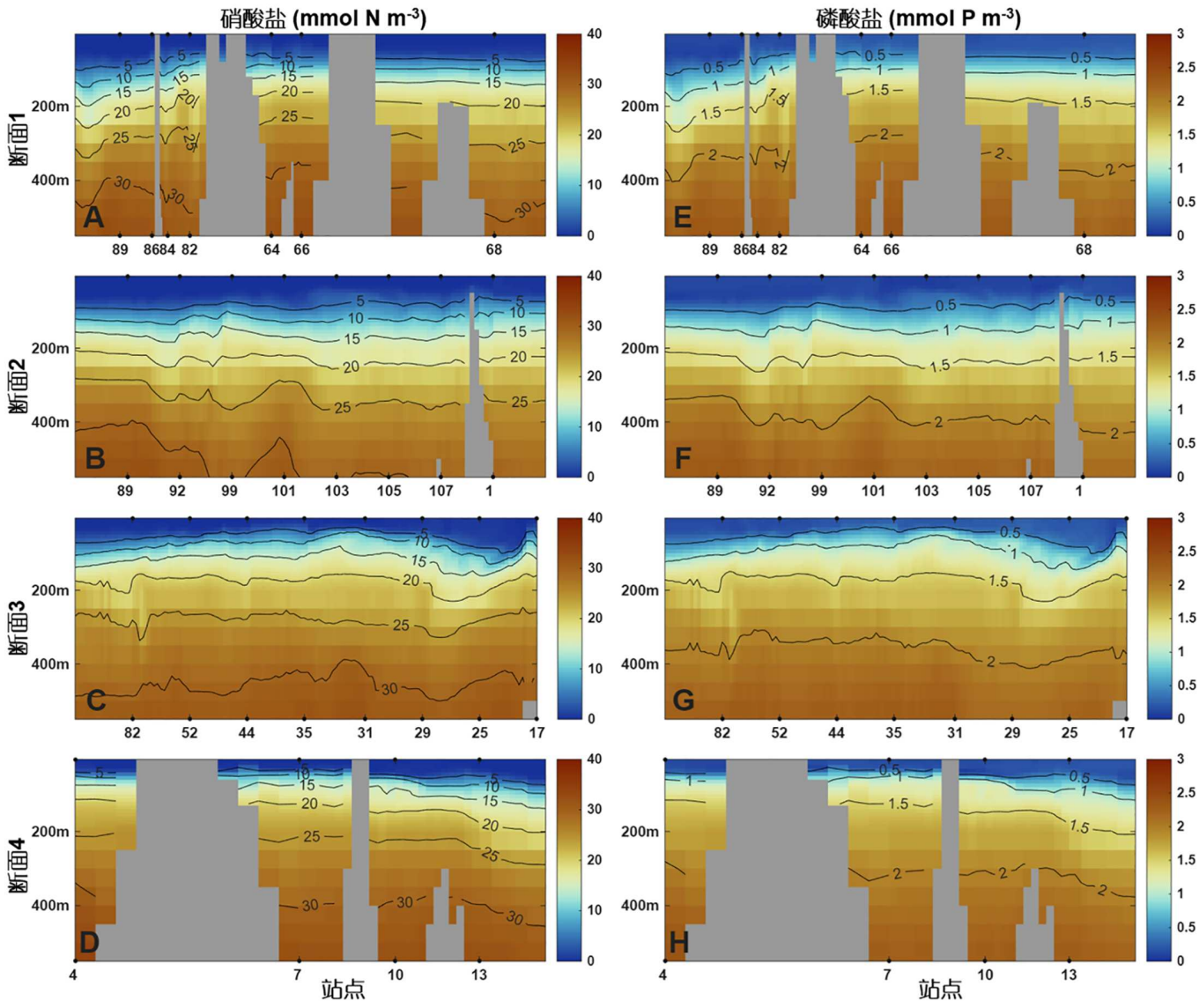


图 5　上层550 m水深的硝酸盐(单位：mmol m^{-3})和磷酸盐(单位：mmol m^{-3})垂向剖面。(A–D) 显示图1所示四条断面的硝酸盐分布；(E–H) 显示四条断面的磷酸盐分布。横轴表示Xie等(2024)断面站点编号

层层结，从而抑制了ITF在表层的强度，增强了次表层流速(Gordon等，2003)。在表层，由于硝酸盐浓度极低，通量极弱。年平均垂向剖面显示最大通量出现在约200 m，600 m以下几乎降至零(图8B)。

马鲁古海峡呈现三层垂向结构(图8C)。在200 m以上，硝酸盐在北半球冬季向北流出印尼海、夏季向南流入印尼海，导致该层年平均通量接近零(图8D)。在200–600 m之间，其季节变化与上层相似，但向南的输送更强，因此该层年平均为向南流入印尼海(图8D)。在800 m以下存在持续的北向通量，表明硝酸盐向太平洋输出。这种三层结构与基于系泊观测的体积输运估算一致：200 m以上净向北流出、200–500 m向南流入，800 m以下再次向北流出印尼海(Yin等，2023)。

利法马托拉海峡同样呈三层结构，但与马鲁古海峡相反(图8G)。在200 m以上，硝酸盐在冬季向北流出印尼海、夏季向南流入印尼海，但由于北向输送更强，使得上层年平均通量为正(图8H)。在200–600 m之间通量仍以向北流出为主(图8G)。然而在800 m以下出现持续的向南通量，表明硝酸盐输送进入印尼海。

在哈马黑拉海峡，硝酸盐通量呈反相双层结构(图8E)。上层200 m内，北半球冬季向北流出印尼海，夏季向南流入印尼海；200 m以下则与上层相反。上下层的这种季节性反转由印尼海海表高度的年循环控制(Li等，2020)。200 m以下强北向输运源于北半球夏季显著北向

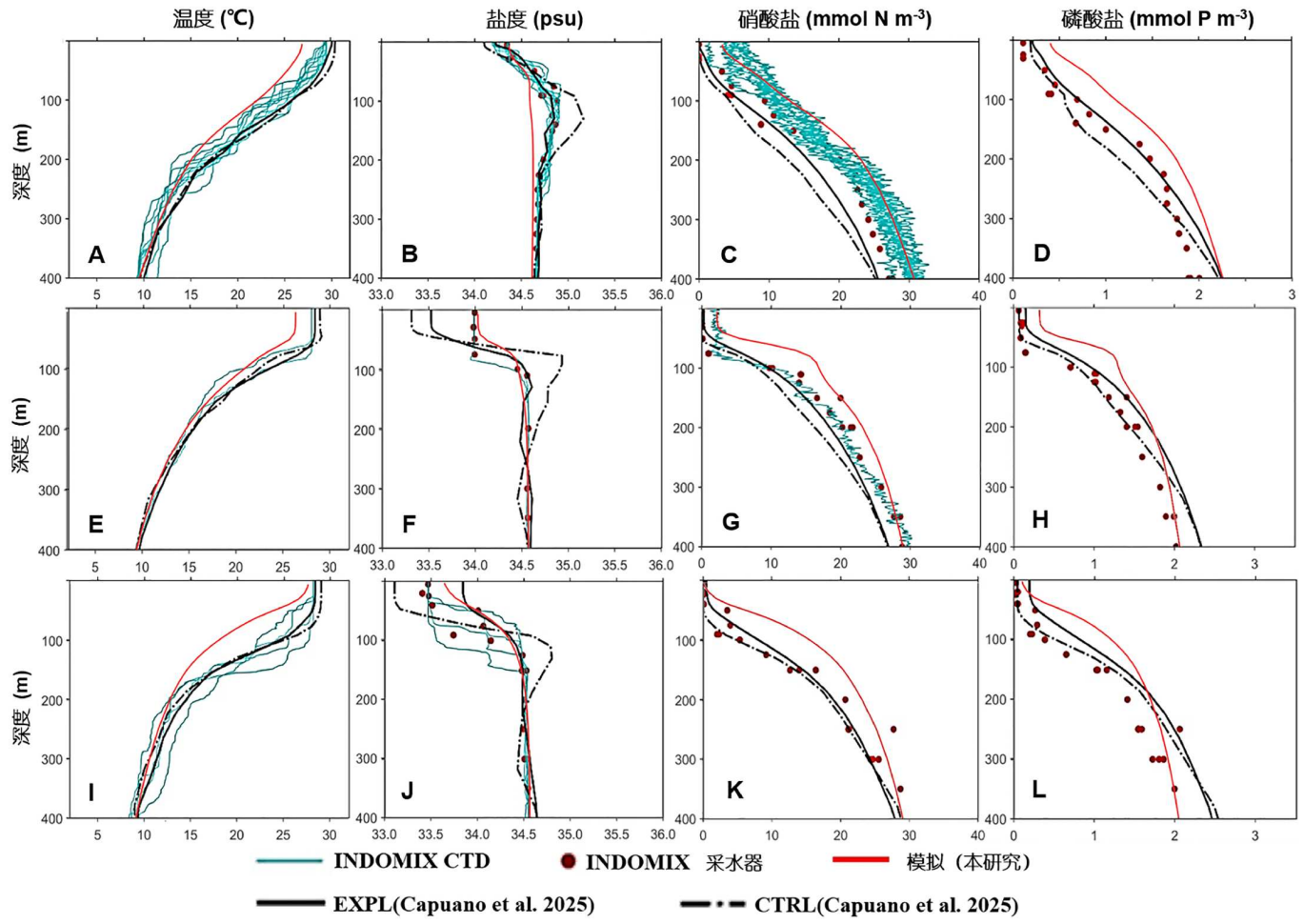


图 6 INDOMIX航次站点(Koch-Larrouy等，2015)观测与模拟的温度、盐度、硝酸盐和磷酸盐垂向剖面。(A–D) 哈马黑拉海C3站；(E–H) 班达海C4站；(I–L) 翁拜海峡C5站。各站点位置见图1

流速(图3E)。尽管模型再现了与观测一致的经向流速季节变化(Li等，2020)，但在200 m以下夏季向北流速被高估，导致这些深度出现可能不真实的净北向输送。但我们的分析主要关注Z_{MLDmax}(通常浅于150 m)的营养盐通量。在该层中，通过哈马黑拉海峡的硝酸盐通量指向印尼海，模拟的季节性速度变化与观测一致(网络版附图S1)。如图9A所示，混合层以上的平流营养盐通量清晰表明哈马黑拉为入流通道。因此，图8F中显示的深层出流并不影响我们对表层营养盐输入的主要结论。

龙目、翁拜和帝汶海峡的硝酸盐通量均表现为向印度洋的次表层最大通量(图8I–8N)，这一结果与Ayers等(2014)研究一致。在龙目海峡，最大通量出现在北半球夏季的50–150 m深度。翁拜海峡的估算结果显示冬季存在次表层最大值，而夏季最大通量上移至表层。然而，由于翁拜海峡地形被过度平滑，未能再现Ayers等(2014)指出的500 m以下由开尔文波驱动的反向通量。在帝汶通道，400 m以上硝酸盐流出印尼海，而600 m以下存在由开尔文波驱动的强反向通量。

先前研究强调赤道开尔文波在调制ITF输运及相关营养盐通量中的重要作用。这些波由赤道印度洋风异常(如西风爆发和Madden-Julian振荡事件)产生，沿赤道向东传播，抵达苏门答腊和爪哇沿岸后进入龙目海峡，并沿100 m等深线进入望加锡海峡(Sprintall等，2000)。开尔文波可快速改变局部海表高度和温盐结构，产生沿岸压强梯度变化，从而直接驱动ITF的变率(Wijffels和Meyers，2004)。下沉型开尔文波通常出现在北半球冬季，可增强东向压力梯度及ITF输运，而上升型开尔文波则削弱梯度并减弱输运(Drushka等，2010)。Sprintall等(2009)表明，开尔文波信号最初出现在深层，逐渐向上传播，改变ITF垂向结构并显著降低整体输运(Gordon等，2019)。观测显示，望加锡海峡受此调制影响，输运呈明显季节性变化，7月达12.5 Sv，11月降至5.4 Sv(Sprintall等，2000)。

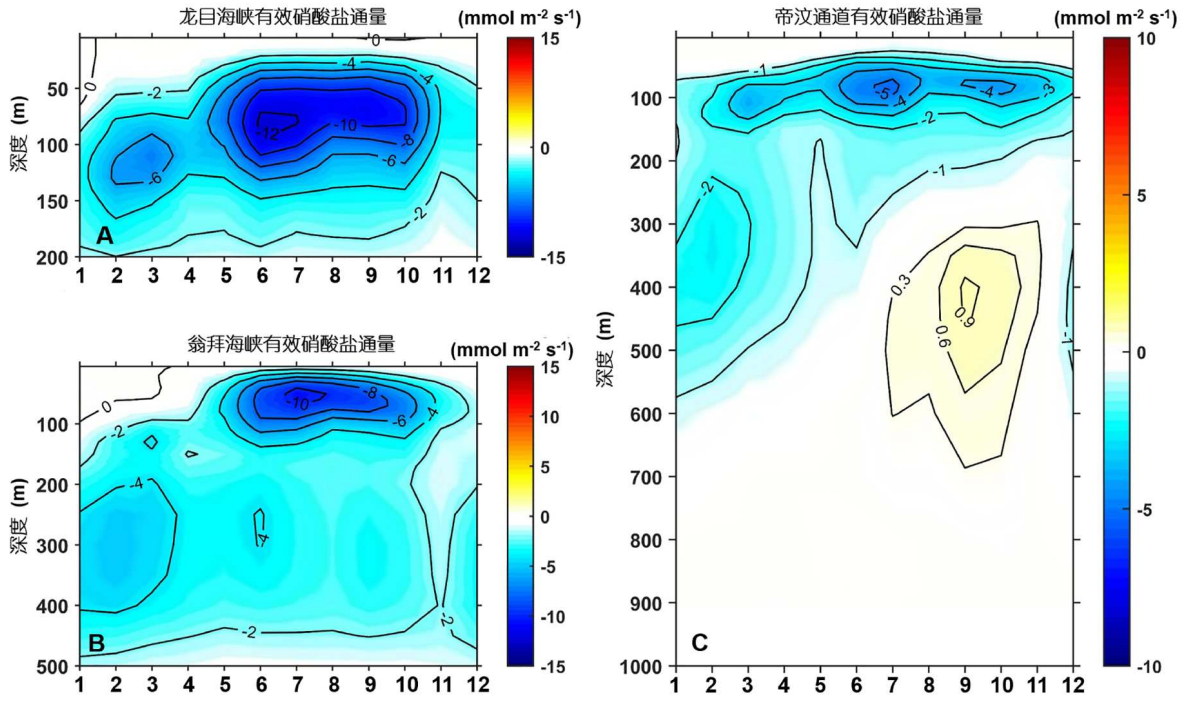


图 7　沿法向方向的逐月平均有效硝酸盐通量(单位：mmol m^{-2} s^{-1})，分别沿(A) 龙目海峡，(B) 翁拜海峡，(C) 帝汶通道。正值表示流出印尼海的通量

我们的模式结果与观测一致，7月通量为12.1 Sv，11月为7.9 Sv。翁拜海峡和帝汶通道也表现出类似影响，表明开尔文波是ITF相关营养盐通量变化与不确定性的关键因素。

3.3　混合层营养盐输运诊断

真光层中的营养盐被浮游植物消耗，导致混合层中营养盐浓度较低。为了维持印尼海表层相对较高的叶绿素浓度，需要持续的营养盐补给。这种补给主要来自水平和垂向输送。通过计算印尼海主要海峡在年最大混合层深度(Z_{MLDmax})以上的硝酸盐和磷酸盐总通量(图9A和网络版附图S3A)，我们发现望加锡海峡和哈马黑拉海峡是主要的营养盐输入通道，而其他海峡则以营养盐输出为主，这与图8的结果一致。值得注意的是，尽管望加锡海峡的体积输送远大于哈马黑拉海峡，但两者对营养盐输入的贡献相近。这是因为哈马黑拉海峡的营养盐浓度高于望加锡海峡。两者差异反映了其水体来源的不同：望加锡海峡主要输送来自北太平洋的水体，而哈马黑拉海峡则输入源自南太平洋的营养盐浓度相对较高水体(Gordon和Fine，1996；Gordon，2005；Gordon等，2010)。帝汶通道是主要的营养盐输出通道，其输出通量为$-0.31\times10^{12}\pm0.11\times10^{12}$ mmol d^{-1}，超过望加锡海峡和哈马黑拉海峡的输入总和。总体来看，净营养盐通量为$-0.42\times10^{12}\pm0.41\times10^{12}$ mmol d^{-1}，表明水平输送导致印尼海硝酸盐的净损失。

利用公式(3)对水平硝酸盐输运的诊断也显示总水平平流通量为负(图9K)。然而，将总通量进一步分解为平均通量(图9D)和涡旋通量(图9E)后发现，平均通量输送更强的负通量，而涡旋输送更强的正通量。已有研究表明，来自西太平洋和东印度洋的远程生成、表层强化的涡旋能量可输送至印尼海(Pang等，2022)。我们的结果表明，这些涡旋同样在通过ITF输运营养盐中发挥关键作用。

平均垂向平流贡献正通量，表明印尼海整体呈上升流特征(图9G)。涡旋也对垂直通量产生正贡献(图9H)。相比之下，垂直扩散是营养盐输送的最大贡献项，为印尼海提供了$1.57\times10^{12}\pm0.28\times10^{12}$ mmol d^{-1}的硝酸盐通量，占总输入通量的65%。这一估算与Xie等(2024)的结果一致，他们指出90%的硝酸盐供应来自垂向过程，包括垂直扩散和平流。内潮破碎被认为是驱动垂直混合的主要机制之一(Nagai和Hibiya，2015；Ray和Susanto，2016)。最新数值模拟表明，内潮可使新生产力和叶绿素浓度提高约25%–30%(Capuano等，2025)。另一个重要的垂直混合动力来源是远程生成并通过ITF输送至印尼海的涡旋能量(Pang等，2022)。由于印尼海具有半封闭特征，涡旋能量的进一步辐射或平流受到限制，其耗散强度被认为

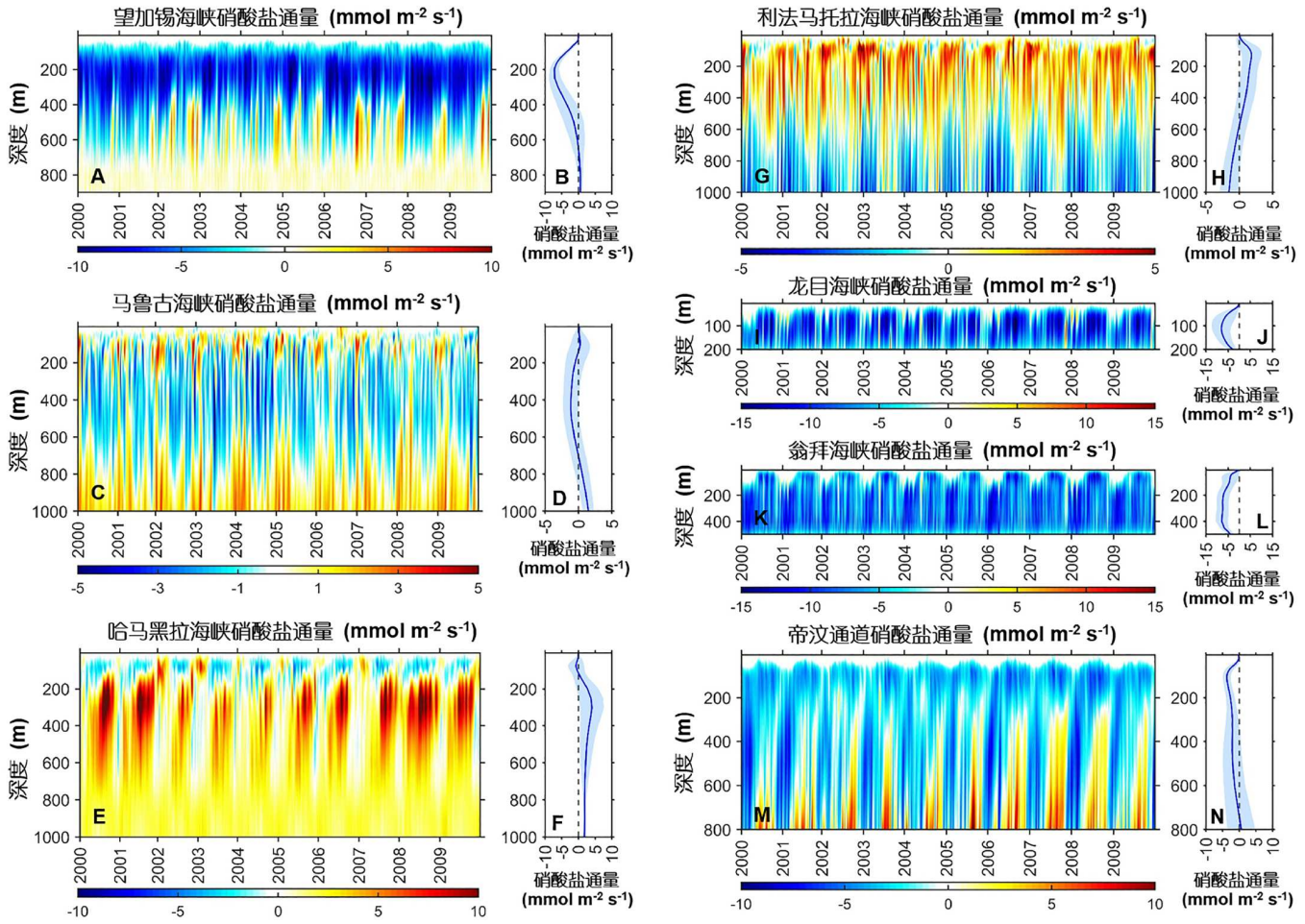


图 8 模拟的沿各断面法向方向的硝酸盐通量(mmol m^{-2} s^{-1})逐月平均(填图)和年平均垂向剖面。(A和B) 望加锡海峡；(C和D) 马鲁古海峡；(E和F) 哈马黑拉海峡；(G和H) 利法马托拉海峡；(I和J) 龙目海峡；(K和L) 翁拜海峡；(M和N) 帝汶通道。正值表示流出印尼海

与潮汐能耗相当(Pang等，2022)。鉴于其重要性，未来研究需要对垂直扩散通量进行更详细的调查。尽管本研究的通量诊断量化了物理输送过程，但并未诊断浮游植物吸收和再矿化等生物过程。印尼海的高初级生产力意味着营养盐的生物消耗显著。因此，营养盐来源(如垂直扩散)与汇(如水平平流)之间的不平衡也部分反映了活跃的生物地球化学循环。由于大部分印尼海河流缺乏观测营养盐数据，其贡献未被量化。在本模式中，146条河流的营养盐浓度使用了澜沧江的均值，作为淡水影响的近似，这也是营养盐收支诊断中误差来源的因素之一。

4 结论

本研究基于涡旋分辨率的物理-生物地球化学耦合模式，系统分析了印尼海的营养盐输送特征。在前人研究(Ayers等，2014)的基础上，我们进一步补充了进入印尼海各主要海峡的营养盐通量估算。结果表明，营养盐通量最大值在望加锡海峡主要出现在200–400 m深度，而在马鲁古海峡和哈马黑拉海峡则位于200–600 m，并呈现明显的季节性反转。这种反转与季风转换期产生的开尔文波密切相关。

在混合层内，望加锡海峡和哈马黑拉海峡是主要的营养盐输入通道，而帝汶通道是最主要的输出通道。水平平流导致硝酸盐净输出为$-0.42\times10^{12}\pm0.41\times10^{12}$ mmol d^{-1}，其中平均平流占主导，而涡旋输送则是水平硝酸盐输入的主要来源。相比之下，垂向过程主导了表层营养盐的供应。垂直平流总贡献为$0.86\times10^{12}\pm0.29\times10^{12}$ mmol d^{-1}，其中涡旋贡献约占73%。垂直扩散提供$1.57\times10^{12}\pm0.28\times10^{12}$ mmol d^{-1}，是该区域最大的营养盐来源。

印尼海强烈的垂向混合过程不仅维持了上层海洋生态系统的高生产力，还促进了营养盐向邻近海盆的输出。本研究加深了对印尼海营养盐输送机制的认识，为区域

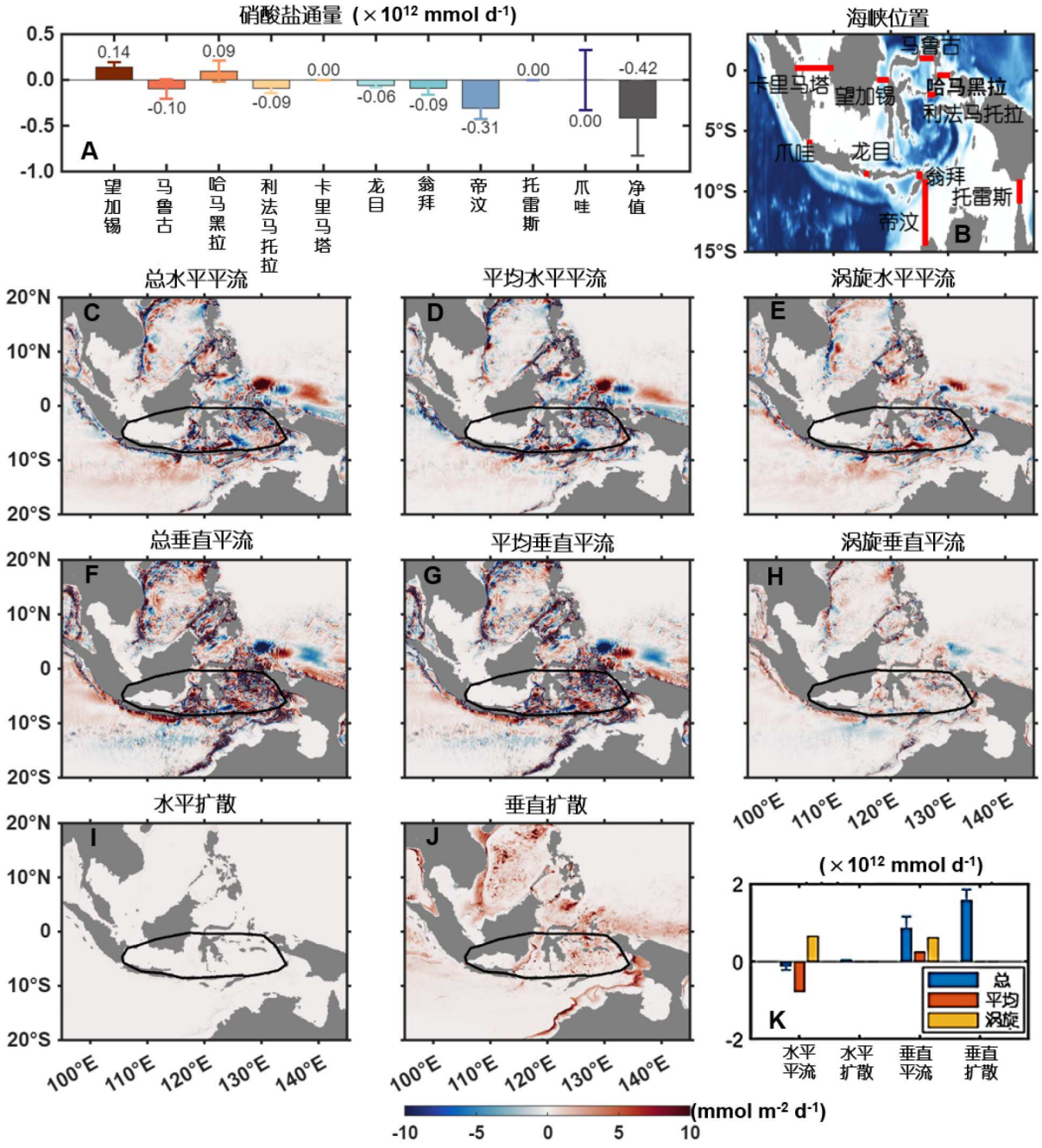


图 9　（A）印尼海主要海峡Z_{MLDmax}以上的硝酸盐平流通量(单位：mmol d^{-1})。“净值”表示流入印尼海的硝酸盐净通量，正值表示输入通量。（B）主要海峡位置。（C–E）Z_{MLDmax}以上水平平流硝酸盐通量，分别显示总通量(左)、平均通量(中)、涡旋通量(右)。（F–H）垂直平流通量，与(C–E)相同的显示方式。（I和J）Z_{MLDmax}以上水平扩散通量和垂直扩散通量。（K）区域总物理输运通量，包括水平平流、水平扩散、垂直平流和垂直扩散在图(C–J)黑色粗线圈内的贡献(单位：mmol d^{-1})

生物地球化学循环研究提供了重要参考。然而，本研究仍存在一些局限性，包括叶绿素和硝酸盐的区域性偏差、磷酸盐缺乏直接观测验证以及河流输入贡献尚未量化等问题，未来需通过更高分辨率模式和观测资料加以改进。此外，由赤道印度洋风异常产生的开尔文波可通过改变温跃层结构和跨海峡压强梯度，快速调制印尼贯穿流输送强度，从而引入额外的不确定性和变率。这表明未来仍需进一步深入研究开尔文波对营养盐输送的影响。

致谢　感谢编辑和三位匿名审稿人对本文提出了宝贵建设性建议。数据分析过程中使用了开源的MATLAB Climate Data Toolbox，在此一并致谢。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(http://earthcn.scichina.com)。

参考文献

Allen G R. 2008. Conservation hotspots of biodiversity and endemism for Indo-Pacific coral reef fishes. Aquat Conservation, 18: 541–556

Allen G R, Werner T B. 2002. Coral reef fish assessment in the “Coral Triangle” of southeastern Asia. Environ Biol Fishes, 65: 209–214

Ayers J M, Strutton P G, Coles V J, et al. 2014. Indonesian throughflow nutrient fluxes and their potential impact on Indian Ocean productivity. Geophys Res Lett, 41: 5060–5067

Capuano T A, Koch-Larrouy A, Nugroho D, et al. 2025. Impact of internal tides on distributions and variability of chlorophyll-a and nutrients in the indonesian seas. J Geophys Res Oceans, 130: e2022JC019128

Carton J A, Chepurin G A, Chen L. 2018. SODA3: A new ocean climate reanalysis. J Clim, 31: 6967–6983

Cloern J E. 2001. Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem. Mar Ecol Prog Ser, 210: 223–253

Danielson J J, Gesch D B. 2011. Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1073

de Boyer Montégut C, Madec G, Fischer A S, et al. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. J Geophys Res, 109: 2004JC002378

Drushka K, Sprintall J, Gille S T, et al. 2010. Vertical structure of Kelvin waves in the indonesian throughflow exit passages. J Phys Oceanogr, 40: 1965–1987

Fritz M, Mayer M, Haimberger L, et al. 2023. Assessment of Indonesian Throughflow transports from ocean reanalyses with mooring-based observations. Ocean Sci, 19: 1203–1223

Garcia H E, Weathers K W, Paver C R, et al. 2019a. World Ocean Atlas 2018, Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Dissolved Oxygen Saturation. NOAA Atlas NESDIS 83

Garcia H E, Weathers K W, Paver C R, et al. 2019b. World Ocean Atlas 2018, Volume 4: Dissolved Inorganic Nutrients (Phosphate, Nitrate and Nitrite, Silicate). NOAA Atlas NESDIS 84

Godfrey J S. 1996. The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review. J Geophys Res, 101: 12217–12237

Gordon A. 2005. Oceanography of the Indonesian seas and their throughflow. Oceanography, 18: 14–27

Gordon A L, Fine R A. 1996. Pathways of water between the Pacific and Indian oceans in the Indonesian seas. Nature, 379: 146–149

Gordon A L, Susanto R D, Vranes K. 2003. Cool Indonesian throughflow as a consequence of restricted surface layer flow. Nature, 425: 824–828

Gordon A L, Susanto R D, Ffield A, et al. 2008. Makassar Strait throughflow, 2004 to 2006. Geophys Res Lett, 35: L24605

Gordon A L, Sprintall J, Van Aken H M, et al. 2010. The Indonesian throughflow during 2004–2006 as observed by the INSTANT program. Dyn Atmos Oceans, 50: 115–128

Gordon A L, Napitu A, Huber B A, et al. 2019. Makassar Strait throughflow seasonal and interannual variability: An overview. J Geophys Res Oceans, 124: 3724–3736

Gupta M, Williams R G, Lauderdale J M, et al. 2022. A nutrient relay sustains subtropical ocean productivity. Proc Natl Acad Sci USA, 119: e2206504119

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2023. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)

Hu S, Sprintall J. 2016. Interannual variability of the Indonesian Throughflow: The salinity effect. J Geophys Res Oceans, 121: 2596–2615

Koch-Larrouy A, Atmadipoera A, van Beek P, et al. 2015. Estimates of tidal mixing in the Indonesian Archipelago from multidisciplinary INDOMIX *in-situ* data. Deep Sea Res Part I-Oceanogr Res Papers, 106: 136–153

Kunarso, Hadi S, Sari Ningsih N, et al. 2020. The classification of upwelling indicators base on sea surface temperature, chlorophyll-a and upwelling index, the case study in Southern Java to Timor Waters. IOP Conf Ser-Earth Environ Sci, 530: 012020

Letscher R T, Primeau F, Moore J K. 2016. Nutrient budgets in the subtropical ocean gyres dominated by lateral transport. Nat Geosci, 9: 815–819

Li X, Yuan D, Wang Z, et al. 2020. Moored observations of transport and variability of Halmahera Sea currents. J Phys Oceanogr, 50: 471–488

Locarnini M, Mishonov A, Baranova O, et al. 2018. World Ocean Atlas 2018, Volume 1: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 81

Lu X, Hu S, Sprintall J. 2024. The role of precipitation and salinity effect in multidecadal changes and long-term trend of the Indonesian Throughflow. J Clim, 37: 1317–1331

Ma W, Xiu P, Chai F, et al. 2019. Seasonal variability of the carbon export in the central South China Sea. Ocean Dyn, 69: 955–966

Ma W, Zhao Z, Wang T, et al. 2024. Contrasting supply dynamics of dissolved iron and nitrate shape the biogeography of nutrient-limiting conditions in the North Pacific. Geophys Res Lett, 51: e2024GL111335

McGillicuddy D J, Anderson L A, Doney S C, et al. 2003. Eddy-driven sources and sinks of nutrients in the upper ocean: Results from a 0.1° resolution model of the North Atlantic. Glob Biogeochem Cycle, 17: 1035

Mellor G L, Yamada T. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Rev Geophys, 20: 851–875

Mora C, Chittaro P M, Sale P F, et al. 2003. Patterns and processes in reef fish diversity. Nature, 421: 933–936

Nagai T, Hibiya T. 2015. Internal tides and associated vertical mixing in the Indonesian Archipelago. J Geophys Res Oceans, 120: 3373–3390

Ni F Q, Tan Y S, Xu L P, et al. 2010. DEM and ArcGIS-based extraction of eco-hydrological characteristics in Ya’an, China. In: Proceedings of the 2nd International Workshop on Intelligent Systems and Applications. Wuhai: IEEE. 1–5

Pang C, Nikurashin M, Pena-Molino B, et al. 2022. Remote energy sources for mixing in the Indonesian Seas. Nat Commun, 13: 6535

Pusparini N, Prasetyo B, Ambariyanto B, et al. 2017. The thermocline layer and chlorophyll-a concentration variability during southeast monsoon in the Banda Sea. IOP Conf Ser-Earth Environ Sci, 55: 012039

Ramage C S. 1968. Role of a tropical “maritime continent” in the atmospheric circulation. Mon Wea Rev, 96: 365–370

Ray R D, Susanto R D. 2016. Tidal mixing signatures in the Indonesian seas from high-resolution sea surface temperature data. Geophys Res Lett, 43: 8115–8123

Rochmatika E, Bahtiar S A. 2023. The effect of upwelling on water productivity based on chlorophyll-a parameters in Sumatra and Java waters. In: Proceedings of the International Conference on Religion, Science and Education. Wuhai: IEEE. 945–949

Rosdiana A, Prartono T, Atmadipoera A S, et al. 2017. Nutrient and chlorophyll-a distribution in Makassar Upwelling Region: From MAJAFLOX CRUISE 2015. IOP Conf Ser-Earth Environ Sci, 54: 012087

Schneider N. 1998. The Indonesian Throughflow and the global climate system. J Clim, 11: 676–689

Sousa R, Dias S, Antunes C. 2007. Subtidal macrobenthic structure in the lower Lima estuary, NW Iberian Peninsula. Annales Zoologici Fennici,

44: 303–313
Sprintall J, Gordon A L, Murtugudde R, et al. 2000. A semiannual Indian Ocean forced Kelvin wave observed in the Indonesian seas in May 1997. J Geophys Res, 105: 17217–17230
Sprintall J, Wijffels S E, Molcard R, et al. 2009. Direct estimates of the Indonesian Throughflow entering the Indian Ocean: 2004–2006. J Geophys Res, 114: 2008JC005257
Sprintall J, Gordon A L, Koch-Larrouy A, et al. 2014. The Indonesian seas and their role in the coupled ocean-climate system. Nat Geosci, 7: 487–492
Susanto R D, Gordon A L. 2005. Velocity and transport of the Makassar Strait throughflow. J Geophys Res, 110: 2004JC002425
Talley L D, Sprintall J. 2005. Deep expression of the Indonesian Throughflow: Indonesian Intermediate Water in the South Equatorial Current. J Geophys Res, 110: 2004JC002826
Valsala V K, Ikeda M. 2007. Pathways and effects of the Indonesian Throughflow water in the Indian Ocean using particle trajectory and tracers in an OGCM. J Clim, 20: 2994–3017
Veron J E N, Devantier L M, Turak E, et al. 2009. Delineating the Coral Triangle. Galaxea J Coral Reef Studies, 11: 91–100
Wijffels S, Meyers G. 2004. An intersection of oceanic waveguides: Variability in the Indonesian Throughflow Region. J Phys Oceanogr, 34: 1232–1253
Wyrtki K. 1987. Indonesian through flow and the associated pressure gradient. J Geophys Res, 92: 12941–12946
Xie T, Cao Z, Hamzah F, et al. 2024. Nutrient vertical flux in the Indonesian Seas as constrained by non-atmospheric helium-3. Geophys Res Lett, 51: e2024GL111420
Yin X, Yuan D, Li X, et al. 2023. Moored observations of the currents and transports of the Maluku Sea. J Phys Oceanogr, 53: 3–18
Zweng M, Boyer T, García H E, et al. 2019. World Ocean Atlas 2018, Volume 2: Salinity. NOAA Atlas NESDIS 82

（责任编委：戴民汉）